

GLASIFLUVIAALISET SUBAKVAATTISET KEILAT JA
GLASIFLUVIAALISET DELTAT – ESIINTYMINEN JA
RAKENNE

LuK-tutkielma
Teknillinen tiedekunta
Oulun yliopisto
Leo Juntunen
6.4.2021

TIIVISTELMÄ

Jäätiköitä ja niiden käyttäytymistä sekä muodostumia on tutkittu yli sadan vuoden ajan. Jäätiköiden muodostamia kerrostumia ja muita todisteita jäätiköitymisistä löydetään ympäri maapalloa. Erityyppiset jäätiköiden alueilla esiintyvät järvet kuuluvat glasilakustriseen ympäristöön, merelliset alueet taas glasimariiniseen ympäristöön. Virtaava vesi ja jää kuljettavat sedimenttejä en-, sub- ja supraglasiaalisissa ympäristöissä. Kulkeutuvat sedimentit muodostavat glasigeenisia kerrostumia.

Tässä tutkielmassa käsitellään glasifluviaalisia subakvaattisia keiloja ja glasifluviaalisia deltoja. Ne ovat glasigeenisia muodostumia, joita esiintyy glasimariinisissa ja glasilakustrisissa ympäristöissä. Glasifluviaalisia deltoja esiintyy proksimaalisessa ja distaalisessa ympäristössä, glasifluviaalisia keiloja puolestaan pääosin proksimaalisissa ympäristöissä. Keilat ovat leveyssuunnassa suuria, viuhkan muotoisia kerrostumia. Glasifluviaalisten keilojen ja deltojen aines on peräisin jäätikön erodoimasta sub-, en- ja supraglasiaalisesta kiviaineksesta, joka on glasifluviaalisen kuljetuksen aikana lajittunut. Glasifluviaaliset subakvaattiset keilat ja deltat koostuvat pääosin hiekasta ja sorasta, ja deltojen kerrostumiselementit voidaan jakaa bottom-, fore- ja topset-elementeiksi, kun taas subakvaattisten keilojen elementtejä ovat bottom- ja foreset-elementit.

Tieto tutkittavan alueen hydrologiasta on tärkeää, sillä jäätiköitymisympäristöjen sulavedet ovat ratkaisevassa roolissa glasifluviaalisessa sedimentaatiossa. Usea tekijä vaikuttaa glasifluviaalisten keilojen ja deltojen kerrostumiseen, esimerkiksi vuodenaika, jäätikön ominaisuudet, saatavilla olevan sedimentin määrä, veden syvyys ja tutkimuskohteessa vallitsevat glasiaaliympäristöt.

Avainsanat: glasifluviaaliset deltat, glasifluviaaliset keilat, glasiaaligeologia, glasilakustrinen ympäristö, glasimariininen ympäristö, glasigeeniset sedimentit

SISÄLLYSLUETTELO

JOHDANTO	1
JÄÄTIKÖT JA NIIDEN KÄYTTÄYTYMINEN	3
Hydrologia	4
SUBGLASIAALINEN YMPÄRISTÖ	6
Lodgement-moreeni.....	6
Subglasiaalinen melt-out-moreeni	7
Deformaatiomoreeni	8
ENGLASIAALINEN JA SUPRAGLASIAALINEN YMPÄRISTÖ	8
PERIGLASIAALINEN YMPÄRISTÖ	9
GLASIMARIININEN YMPÄRISTÖ.....	10
GLASILAKUSTRINEN YMPÄRISTÖ.....	12
JÄÄKONTAKTI- JA JÄÄDISTAALIJÄRVET	13
Sedimentaatio	14
GLASIFLUVIAALISET SUBAKVAATTISET KEILAT.....	15
GLASIGLUVIAALISET DELTAT	19
YHTEENVETO	22
LÄHDELUETTELO	25

JOHDANTO

Maapallon manneralueilla on ollut jäätiköitä lähes koko maapallon historian ajan. Jäätiköiden käyttäytymistä, liikettä ja muita ominaisuuksia on tutkittu jo yli sadan vuoden ajan. Jäätiköiden kasvu on hidas prosessi, jossa vuotuisesta sadannasta jäätä ja lunta muodostuu enemmän, kuin sitä ehtii samana aikana sulaa (Paterson 1994). Varsinkin subglasiaalisen ympäristön kerrostumia on näkyvissä lähes kaikkialla, missä jäätiköitä on joskus ollut (Menzies ja Shilts 1996). Erityyppiset jäätikköjärviaalueet kuuluvat kerrostumisympäristöiltään niin sanottuun glasilakustriseen ympäristöön (Miller 1996), kun taas glasimariininen ympäristö käsittää jäätikön läheiset merelliset alueet (Powell ja Domack 1995). Glasilakustrinen ja glasimariininen ympäristö voidaan jakaa distaaliseen ja proksimaaliseen ympäristöön. Subakvaattisia, eli vedenalaisia, keiloja ja deltoja esiintyy sekä glasilakustrisissa että glasimariinisissa ympäristöissä. Glasifluviaalisia deltoja ja subakvaattisia keiloja voi jäätikön reunan asemaan nähden esiintyä sekä distaalisessa että proksimaalisessa ympäristössä. En- ja subglasiaalisia tunneleita ja uomia pitkin sulavesien mukana kulkeutuva sedimenttiaines kerrostuu uomien suulle glasifluviaaliseksi delta- ja/tai subakvaattiseksi keilamuodostumiksi (Lang et al. 2020). Eräs tärkeimmistä tekijöistä jäätiköitymisalueilla ja glasigeenisissa prosesseissa onkin sulavesi (Paterson 1994). Sulavedet voivat olla peräisin esimerkiksi supraglasiaalisista, eli jäätikön päällä olevista, järvistä, joista ne virtaavat jäätikön sisään, eli englasiaaliseen ympäristöön, jäätikkömyllyjä tai railoja pitkin. Englasiaaliset tunnelit voivat kuljettaa sulavesiä subglasiaaliseen ympäristöön, eli jäätikön pohjalle. Täten supraglasiaalinen, englasiaalinen ja subglasiaalinen ympäristö ovat läheisessä yhteydessä toisiinsa (Paterson 1994). Maankamara on periglasiaalisilla, eli mantereiseen jäätikköön rajautuvilla ympäristöillä, usein ikeiroudassa. Ympäristössä tapahtuu myös voimakasta pakkasrapautumista (Kejonen 2005).

Glasifluviaaliset subakvaattiset keilat ja glasifluviaaliset deltat ovat tutkimuskohteina mielenkiintoisia ja tarpeellisia, sillä tutkimustietoa löytyy huomattavan paljon enemmän ei-glasigeenisten deltojen ja keilojen esiintymisestä ja rakenteesta, kuin glasifluviaalisista ja muista glasigeenisistä deltoista ja keiloista (esim. Zhang et al. 2019). Aiemmat tutkimukset ovat useimmiten paikkakohtaisia ja käsittelevät tutkimusalueella olevaa

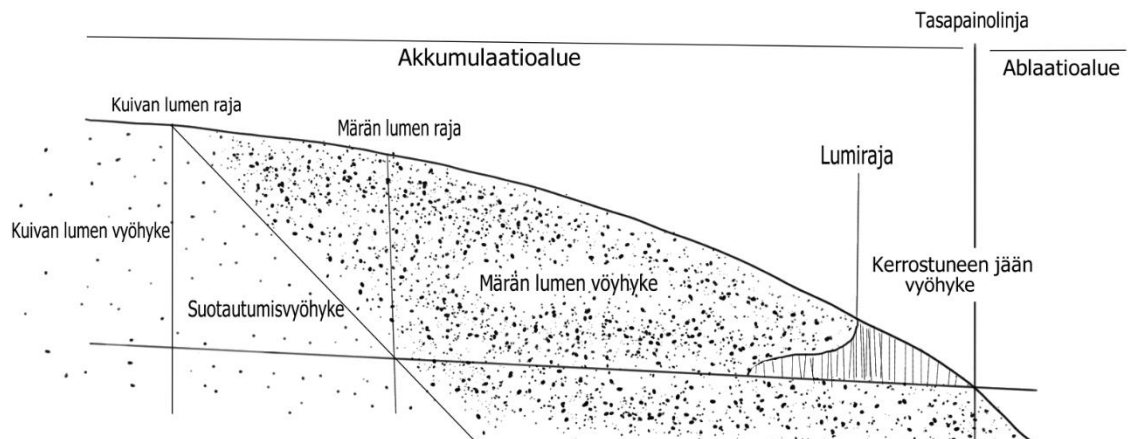
spesifiä muodostumaa, sedimentaatiota ja fasiuksia (esim. Russell ja Arnott 2003; Hornung et al. 2007; Gibbard et al. 2012). Tässä tutkielmassa kuitenkin käsitellään sedimentaatioympäristöjä ja muodostumia yleisellä tasolla.

Tämän työn tarkoituksena on antaa kuva erilaisista glasigeenisistä sedimentaatioympäristöistä, niiden välisistä yhteyksistä ja niihin muodostuvista kerrostumista, eritoten glasifluviaalisista subakvaattisista keiloista ja glasifluviaalisista deltoista.

JÄÄTIKÖT JA NIIDEN KÄYTTÄYTYMINEN

Jäätiköt virtaavat hitaasti ja niistä löytyy erilaisia virtausalueita. Jäätikön pohjassa havaitaan liukumista ja plastista virtausta, ja pohjan liike on nopeampaa, kuin jäätikön pinnan liike. Tämä nopeusero sekä sisäinen deformaatio ovat pääsyitä railojen ja siirrostumien muodostumiseen. Painovoima on tärkein tekijä jäätikön virtauksessa. Tämä seikka huomattiin jo 1700-luvulla. Toisaalta silloin ajateltiin jäätikön pohjalla tapahtuvan liikkeen olevan jään ainoa liikemekanismi. Itse jään sisäisen deformaation aiheuttaman liikkeen aikaansaama jään virtaus todistettiin liikekomponentiksi vuosikymmeniä myöhemmin. Täydellisempi käsitys jäätiköiden liikemekanismeista on saatu vasta kuluneen sadan vuoden aikana (Paterson 1994).

Jäätiköt voidaan jakaa akkumulaatio- ja ablaatioalueisiin, joita erottaa tasapainolinja (equilibrium line). Akkumulaatiolla tarkoitetaan kaikkia prosesseja, joiden avulla jäätikkö kasvaa. Näitä ovat esimerkiksi lumisateet ja lumivyöryt. Ablatio taas on jäätikön materiaalin vähenemistä, kuten jään sulamista ja poisvalumista sekä haihduntaa. Akkumulaatioalue voidaan jakaa proksimaaliosan ja ablaatioalueen välissä neljään vyöhykkeeseen: kuivan lumen vyöhyke (dry-snow zone), suotautumisvyöhyke, märän lumen vyöhyke (wet-snow zone) ja kerrostuneen jään vyöhyke (superimposed-ice zone) (ks. Kuva 1). Kuivan lumen vyöhykkeellä ei tapahdu sulamista. Kuivan lumen raja erottaa kuivan lumen vyöhykkeen suotautumisvyöhykkeestä. Tällä alueella tapahtuu pinnan sulamista, jolloin vesi voi suodattua lumen läpi ennen jäätymistä. Tällä vyöhykkeellä suodattuva vesi voi muodostaa jäälinsskejä (ice lenses), eli lateraalisia jääkerroksia firn-lumikerroksiin. Myös vertikaaliset, piippua muistuttavat jäämuodostumat (ice glands) ovat mahdollisia. Suotautumisvyöhykkeen märän lumen vyöhykkeestä erottaa märän lumen raja (wet-snow line). Märän lumen alueella loppukesän aikoihin kaikki menneen kesän jälkeen satanut lumi on noussut nollaan celsiusasteeseen. Tässä vyöhykkeessä vähäinen suotautuminen on mahdollista. Siirryttäessä yhä matalammalle, lähemmäs jäätikön reunaa, syntyy jatkuvasti enemmän sulavesiä. Näistä syntyvät jääkerrokset muodostavat yhden suuremman massan: kerrostuneen jään. Lumiraja (snow line) erottaa kerrostuneen jään vyöhykkeen märän lumen vyöhykkeestä. Kerrostuneen jään vyöhyke päättyy tasapainolinjaan, joka erottaa sen ablaatiovyöhykkeestä (Paterson 1994).



Kuva 1. Jäätikön vyöhykkeet Patersonin (1994) mukaan. Kuva: Leo Juntunen.

Jäätiköt kasvavat hitaasti lumen sataessa ja pakkautuessa jäätikköjääksi vuosien saatossa. Lumen ja jään välissä on välitasoja, muun muassa firn-lumi. Firn-lumi on kastunutta lunta, joka on selvinnyt vähintään yhden kesän muuttumatta jääksi. Firn-lumi on huomattavasti tiheämpää, kuin tuore lumi: tuoreen lumen tiheys on noin $50\text{--}200\text{ kg m}^{-3}$, kun taas firn-lumen tiheys on $400\text{--}800\text{ kg m}^{-3}$ luokkaa. Firn-lumen muuntautuminen jäätikköjääksi tapahtuu ilmataskujen ja -tiehyiden sulkeutuessa paineen vaikutuksesta. Jäätikköjäässä on ainoastaan pieniä ilmakuplia jäljellä. Jäätikköjääksi voidaan sanoa massaa, jonka tiheys ylittää 830 kg m^{-3} . Tämän pisteen jälkeen tiheys kasvaa hyvin hitaasti ja voi saavuttaa maksimiarvonsa 917 kg m^{-3} , kun kaikki ilma on puristunut jäästä pois (Paterson 1994).

Hydrologia

Sulavedet vaikuttavat kaikissa jäätiköitymisympäristöissä. Sulavedet ovat mukana muun muassa eroosiossa ja sedimenttien kerrostumisessa. Ne luovat myös komplekseja tunneliverkostoja esimerkiksi englasiaalisesti. Jäätiköihin liitettävät vedet ovat peräisin kahdesta päälähteestä: sadannasta sekä sulavasta lumesta ja jäästä. Vähäisempiä lähteitä ovat esimerkiksi maaperässä olevat akviferit. Sulamista tapahtuu useista syistä, esimerkiksi pinnan ablaatiosta, kitkasta jäätikön pohjan ja alustan välillä ja virtaavan veden sulattaessa ympäröivää jäätä. Jäätikkösystemeistä purkautuvan veden määrä

vaihtelee vuodenajasta riippuen. Niihin vaikuttavat esimerkiksi jäätikön terminen tila, koko ja paineolosuhteet jäätikön pohjalla (Menzies 1995).

Supraglasiaalissa, eli jäätikön päällisissä, ympäristöissä hydrauliset systeemit kehittävät tyypillisesti puumaisia, dentriittisiä uomaverkostoja. Veden virtauksen kasvaessa useat erilliset uomat voivat yhdistyä yhdeksi suureksi uomaksi. Supraglasiaalisia altaita syntyy varsinkin kesäisin, jolloin jään sulaminen on suurimmillaan. Jäätikkömyllyt (moulins) ja railot voivat katkaista uomia, jolloin vesi päätyy osaksi en- ja subglasiaalisia hydrologisia systeemejä. Talven aikana lumi voi sulkea pienempiä jäätikkömyllyjä (Menzies 1995).

En- ja subglasiaalisissa systeemeissä veden paine tunneleissa vaihtelee ja riippuu muun muassa veden määrästä, alkuperästä ja debrispitoisuudesta. Englasiaalinen ympäristö on monimutkainen kolmiulotteinen tunneliverkosto. Sitä muovaavat alinomaa itse jäätikön liikkeitä sekä uomissa virtaava vesi. Lämminpohjaisilla jäätiköillä englasiaaliset verkostot eivät todennäköisesti ole pitkäikäisiä, kun taas kylmähypohjaisilla, staattisemmilla jäätiköillä voi muodostua kehittynyt englasiaalinen tunneliverkosto. Verkostot ovat usein yhteydessä supra- ja subglasiaalisiin sulavesisysteemimihin (Menzies 1995).

Jäätikköympäristöissä tärkein yksittäinen tekijä sedimenttien kerrostumisen ja eroosion kannalta on subglasiaalisessa asemassa olevan veden ja jään debrispitoisuuden määrä ja etenkin jäätikön reunalla purkautuvan subglasiaalisen veden paine ja määrä sekä veden mukana kulkeutuvan kiviaineksen määrä. En-, supra- ja subglasiaaliset systeemit kehittyvät pääosin kesäisin, jolloin sulaminen ja virtaavan veden määrä on suurimmillaan. Talven lähestyessä virtaavan veden määrä vähenee ja osa englasiaalisista systeemeistä voi sulkeutua; kylmimpään aikaan englasiaalinen verkosto voi sulkeutua täysin railojen ja jäätikkökaivojen umpeutuessa. Systeemi aloittaa toimintansa jälleen keväällä ja kesällä, mutta tähän kuluu runsaasti aikaa jäätikkökaivojen ja railojen avautumisen ja uudelleenavautumisen vuoksi (Menzies 1995).

SUBGLASIAALINEN YMPÄRISTÖ

Subglasiaalisesti muodostuvia sedimenttejä ovat lodgement-moreeni, subglasiaalinen melt-out-moreeni ja subglasiaalinen deformaatiomoreeni. Myös harjut ovat eräs merkittävä subglasiaalisen ympäristön muodostuma. Harjut muodostuvat subglasiaalisissa tunneleissa olevan glasifluviaalisen materiaalin avulla jään liikkuesssa. Ne voivat olla kymmeniä kilometrejä pitkiä (Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2007). Lodgement-moreenia muodostuu yksinkertaisimmillaan jäätikön pohjalla olevan debriksen kerrostuessa painesulamisen kautta pohjajäätä alustalleen. Subglasiaalista melt-out-moreenia syntyy debriskkaan pohjajään sulaessa. Melt-out-moreenin muodostumisessa geotermisellä lämmöllä on suuri rooli. Deformaatiomoreenia syntyy jäätikön pohjan alla olevien sedimenttien deformatioidessa lämminpohjaisen jäätikön alla (Bennett ja Glasser 1996).

Lodgement-moreeni

Lodgement-moreenille esitetään Bennettin ja Glasserin (1996) teoksessa kolme prosessia: 1) välitön debriksen juuttuminen alustaan jäätikön pohjan traktiossa, 2) subglasiaalinen sulaminen ja debriksen vapautuminen ja 3) kerrostuminen pohjan onkaloihin (basal cavities). Välittömässä juuttumisessa debrisklasti jää kiinni alustaansa, kun kitkavoimat klastin ja alustan kanssa ylittävät jään klastiin aiheuttaman työntövoiman. Pehmeällä alustalla klastin eteen kasautuu runsaasti alustan sedimenttiä jäätikön työntäessä sitä eteenpäin, kunnes kasautuneen sedimentin määrä ja aiheuttama vastus ovat tarpeeksi suuret pysäyttämään klastin. Perästä tulevien klastien on mahdollista painautua kiinni ensimmäiseen klastiin, muodostaen lohkarokeskittymiä. Jäätikön paksuuntuminen ja hidastuminen edistävät lodgement-moreenin välitöntä muodostumista (Bennett ja Glasser 1996).

Toinen lodgement-moreenin muodostumismekanismi on subglasiaalisen sulamisen kautta syntyvä lodgement-moreeni. Tässä prosessissa sedimenttiä joutuu jäätikön pohjaosiin, mistä se vapautuu jäätikön pohjan sulamisen johdosta. Juuttuminen voi tapahtua nopeasti, tai subglasiaalisen kuljetuksen jälkeen. Samoin kuin subglasiaalisen melt-out-moreenin muodostumisessa, geotermien lämpö on osana tätä prosessia. Myös

sisäisen deformaation tuottama lämpö voi ajaa prosessia. Geoterminen lämpö keskittyy tyypillisesti alustan painanteisiin ja onkaloihin. Myös debris vapautuu yleensä tällaisten pohjanmuotojen alueille. Subglasiaaliseen sulamiseen vaikuttavia tekijöitä ovat geoterminen lämpövuoto, kitkan aiheuttama lämpö, jään paksuus, lumen advektio ja jään pintalämpötila (Bennett ja Glasser 1996).

Viimeinen lodgement-moreenin muodostumistavoista on pohjan onkaloihin kerrostuminen. Subglasiaalisia onkaloita muodostuu jäätikön virratessa epätasaisten muodostumien päältä. Muodostuvien onkaloiden koko vaihtelee olosuhteista, kuten jäätikön nopeudesta ja paksuudesta sekä alustan muodostumien koosta. Sedimentin muodostumismekanismeja ovat Bennettin ja Glasserin (1996) mukaan:

- 1) Jään pohjan sulamisen kautta vapautuva debris. Tässä prosessissa jäätikkö kulkee onkalon yli, jolloin jäätikön pohja voi sulaa, vapauttaen sinne kiinnittynyttä debristä.
- 2) Suhteellisen samankaltainen prosessi on klastiekspulso, jossa suuret subglasiaaliset paineen alla olevat debrisklastit puristuvat ulos jäätikön virratessa onkalon ylitse. Ekspulso tapahtuu paineen vastavoiman (ts. alustan) poistumisen takia.
- 3) Debrisliete kerrostuu debriskkaan jään virratessa onkalon ylitse, jolloin pohjan hienoainesta sisältävä debris puristuu jään ja alustan välistä onkalon pohjalle.
- 4) Moreenikiharat (till-curls). Moreenikiharoita muodostuu jään virratessa onkalon päällä. Pohjimmaisena oleva debriskikas jää voi tällöin erottautua sen yläpuolella olevasta puhtaasta jäästä kuorittumalla. Kuoriutuva jää taipuu onkalon pohjaa kohti, kunnes se putoaa.
- 5) Sulavesivirtaukset voivat kerrostaa sedimenttejä subglasiaalisten onkaloiden pohjalle muodostaen lajittuneita glasifluviaalisia kerrostumia (Bennett ja Glasser 1996).

Subglasiaalinen melt-out-moreeni

Subglasiaalista melt-out-moreenia muodostuu välittömästi debriksen vapautuessa sulavasta, seisovasta, debriskkaan jäästä. Geoterminen lämpö on yksi prosessin merkittävistä tekijöistä, koska sisäisen deformaation tai kitkan aiheuttamaa lämpöä ei ole prosessissa mukana. Seisovaa jäätä voi esiintyä erilaisten tapahtumien johdosta, kuten osan jäästä hautautuessa pintadebriksen alle, jonka vuoksi se erottautuu jäätikön päämassasta. Melt-out-moreenia voi muodostua yksinkertaisesti debriskkaan jään

sulaessa, jolloin debris laskeutuu alustalleen. Vaihtoehtoisesti debris voi virrata jään painon alla matalamman paineen alueille, kuten subglasiaalisiin tunneleihin. Melt-out-moreeniklastit ovat pyöristyneitä, juovikkaita ja viisteisiä; ne ovat samantapaisia, kuin lodgement-moreeniklastit, mutta vähemmän korostuneita, koska melt-out-moreeniklasteihin kohdistuu huomattavasti vähemmän post-depositionaalisia muutoksia (Bennett ja Glasser 1996).

Deformaatiomoreeni

Deformaatiomoreenia muodostuu glasiotektonisen deformaation ajamana. Jäätikön painosta aiheutuva leikkausjännitys aikaansaa glasiotektonista deformaatiota. Se voi aiheuttaa siirroksia tai poimuja. Deformaation tuloksena sedimentit sekoittuvat ja homogenisoituvat täysin, ja lopputuote on homogeeninen diamikton, jonka alkuperäiset sedimenttirakenteet ovat tuhoutuneet. Näin syntyviä deformaatiomoreeneja on usein vaikea erottaa lodgement-moreeneista niiden homogeenisuuden takia. Deformaatiomoreenit ovat tyypillisesti hyvin konsolidoituneita ja niiden litologia kuvastaa alkuperäisen sedimentin olemusta (Bennett ja Glasser 1996).

ENGLASIAALINEN JA SUPRAGLASIAALINEN YMPÄRISTÖ

En- ja supraglasiaalisissa ympäristöissä kulkeutuvan debriksen kappaleiden välinen vuorovaikutus on vähäisiä johtuen debriksen suhteellisen pienestä määrästä. Vaikka ablaatiovyöhykkeellä onkin usein runsaasti debristä, kappaleiden välillä ei ole juurikaan vuorovaikutusta. Ablation määrä jäätiköllä on riippuvainen esimerkiksi debrispitteen määrästä: korkeintaan 10 millimetriä paksu debrispatja edistää sulamista paremman lämmönjohtavuuden ja matamman albedon vuoksi. Bennin ja Evansin (1998) teoksessa kuvataan kuitenkin prosesseja, joiden avulla debriksen muuttumista voi tapahtua en- ja supraglasiaalisissa ympäristöissä: 1) Kappaleiden pienenemistä voi tapahtua kemiallisen rapautumisen ja sulaveden avulla jäätikön pinnalla. 2) Jos supraglasiaalinen debris sisältää suuria lohkkareita, voivat kappaleiden väliset rasitusvoimat kasvaa niin suuriksi, että murtumia tapahtuu (Benn ja Evans 1998).

En- ja supraglasiaalinen debris yleensä säilyttää lähtöaineen tunnusmerkit. Esimerkiksi periglasiaalisen rapautumisen jälkeen jäätikön päälle päätyvä debris on tyypillisesti karkearakeista materiaalia, jossa on vain vähän hienoainesta. Yksittäisissä klasteissa voi olla merkkejä rapautumisesta ja kulkeutumisesta jäätikön päälle. Debris voi nousta supra- ja englasiaaliseen asemaan subglasiaalisesta asemasta varsinkin jäätikön reunaosissa, missä jään liike suuntautuu kohti jäätikön pintaa. Englasiaalisten tunnelien kautta sama debris voi päätyä uudestaan subglasiaaliseen asemaan (Benn ja Evans 1998).

En- ja supraglasiaalisissa ympäristöissä kerrostuvia moreenimuodostumia ovat esimerkiksi supraglasiaaliset lateraalimoreenit ja mediaaliset eli keskimoreenit. Supraglasiaaliset lateraaliset moreenit kerääntyvät laaksojäätiköiden reunamien ablaatioalueille jään virtauksen avulla. Debris voi myös suoraan pudota ablaatioalueelle laaksojäätikön reunoilla olevilta rinteiltä (Benn ja Evans 1998).

PERIGLASIAALINEN YMPÄRISTÖ

Periglasiaalinen ympäristö on mantereiseen jäätikköön rajautuva alue. Periglasiaalisilla alueilla esiintyy ikiroutaa, tehokasta pakkasrapautumista ja periglasiaalisten alueiden talvet ovat usein kylmiä (Kejonen 2005). Eräs tyypillinen periglasiaalisten alueiden piirre on useamman kerran vuodessa tapahtuva jäätymis-sulamissykli (Péwé 1969). Vuotuinen keskilämpötila periglasiaalisilla alueilla on yleensä alle 0 °C. Periglasiaaliseen ympäristöön syntyy useita muodostumia, kuten ympyrämaita, verkkomaita ja kielekemaita. Periglasiaalisella alueella sijaitsevat rinteet ovat alttiita solifluktiolle eli maan valumiselle. Solifluktiio jaetaan gelifluktiioon ja ryömyyn (creep). Gelifluktiiossa maan pintakerros ylikyllästyy vedellä, joka aiheuttaa sen valumisen kantavuuden heikentymisen takia. Ryömyyn aiheuttaa maan laajeneminen routaantumisen aikana ja kutistuminen sulamisen aikana. Tämän edestakaisin tapahtuvan liikkeen takia maa liikkuu millimetreistä senttimetreihin kerrallaan (Kejonen 2005).

GLASIMARIININEN YMPÄRISTÖ

Glasimariinisilla alueilla on suuri määrä jään, veden, tuulen ja biologisen toiminnan aiheuttamia prosesseja ja sedimentin lähteitä (Powell ja Domack 1995). Glasimariininen ympäristö jaetaan yleensä viiteen alaympäristöön: subglasiaaliseen alueeseen, grounding line-vyöhykkeeseen, jäähyllään, vuonoihin ja avomeren ympäristöön. Merellisten prosessien voimakkuus heikkenee jäätikön reunalta sen keskiosiin siirryttäessä. Grounding-line vyöhyke on jäähyllään, eli mantereiseen jäätikköön yhteydessä olevan vedessä kelluvan jääpatjan alue, jossa jään pohja osuu alustansa. Grounding line-vyöhykkeen prosessit ovat lämpötilariippuvaisia. Kylmähajaisilla jäätiköillä sedimenttiä kulkeutuu grounding line-vyöhykkeelle hyvin vähän. Sedimentin saanti riippuu sulavesistä ja eroosion voimakkuudesta (Miller 1996). Proksimaaliset glasimariiniset systeemit voidaan jakaa ekstramarginaalisiin glasifluviaalisiin deltoihin ja keiloihin. Tämä jako ottaa huomioon sedimentaation ja morfologian sekä antaa mahdollisuuden vertailla alueita ei-glasigeenisten alueiden kanssa. Jään kanssa kontaktissa olleet glasimariiniset kerrostumat tarjoavat runsaasti informaatiota kyseessä olevan alueen paleomaantieteestä ja paleoilmastosta. Glasimariiniset jääkontaktisysteemit ovat erittäin kompleksisia kerrostumisalueita (Lønne 1995).

Jään kontaktissa olevat glasimariiniset systeemit eroavat muista deltatyypeistä niiden sedimentin saannin, kerrostumisprosessien laajuuden ja tyyppin sekä glasiotektonisen deformaation roolin perusteella. Sedimentti päätyy systeemeihin kahdesta päälähteestä: lajittumattomasta subglasiaalisesta debriksestä, jota työntyy ulos jäätikön reunoista, ja huuhtoutuneesta sulavesien kuljettamasta materiaalista, joka voi olla peräisin subglasiaalisesta, supraglasiaalisesta, englasiaalisesta ja proglasiaalisesta ympäristöstä. Lønne (1995) on tutkinut yksityiskohtaisesti glasifluviaalisia systeemejä Norjan vuono-ympäristöissä. Vuonon ylläpitämässä glasimariinisessa ympäristössä sedimenttien syöttö on usein runsasta, ja veden aaltoliikkeellä on yleensä vain vähän vaikutusta sedimentin sekoittumiseen, paitsi joillakin proglasiaalisilla alueilla, kuten vuonon suulla tai matalilla subakvaattisilla harjanteilla (Lønne 1995). Voimakas, hyvin paikallinen sedimentaatio johtaa jyrkkiin kerrostumisrinteisiin, vaikka systeemi olisi täysin subakvaattinen. Bioturbaatio on tällaisilla alueilla yleensä varsin vähäistä (Syvitski et al.

1989). Jyrkät sedimentaatiointeet altistavat sedimentit gravitaation aiheuttamalle sekoittumiselle (Lønne 1995).

Jäävuoret ja talvisin muodostuvat merijäälautat kuljettavat sedimenttejä pitkiä matkoja. Niiden kuljettavat sedimenttimäärät voivat olla suuria, mutta ne jakautuvat hyvin laajalle alueelle meren pohjaan. Jäävuoret voivat kerrostaa materiaalia esimerkiksi lohkeamalla tai kaatumalla. Lohkeamista seuraa yleensä fragmentoituminen, joka on myös osa sedimentaatioprosessia. Itse lohkeamisellakin on monta tapahtumismuotoa: vuorovesitaivutus (tidal bending), taivutususrasitus (flexure), tsunamista aiheutuva lohkeaminen, Reeh-lohkeaminen eli hydrostaattisen paineen epätasapaino ja ryömytymä (creep failure). Lohkeaminen vaikuttaa meren pohjasedimentteihin. Lohkeamalla syntyvät jäävuoret usein kääntyvät ympäri saavuttaakseen tasapainotilan, kun ne ovat irrottautuneet jäätiköstä. Tällöin ne vapauttavat jonkin verran debristä, joka päätyy merenpohjaan. Irrottautuvan jäävuoren kantama debrismäärä riippuu, missä ja mistä kohti jäätikköä se on irronnut; jäähylyiltä irronneilla jäävuorilla on harvoin suurta määrää materiaalia, kun taas jäätikkövirroista ja laskuvirroilla olevilta jäätiköiltä irtoavat jäävuoret sisältävät tyypillisesti hyvin suuria määriä materiaalia. Jäätiköiden sisältä voi löytyä jopa usean kuutiometrin kokoisia lohkeita (Drewry 1986b).

Satojen kilometrien ajalehtimisen jälkeen jäävuoret yleensä päätyvät johonkin lämpimään ympäristöön, jossa ne alkavat sulaa ja vapauttaa sisällään pitämänsä sedimenttiä. Tarvittava lämpötila ja Auringon säteilyn määrä jäävuorten sulattamista varten riippuu niiden albedosta eli heijastavuudesta. Mitä matalampi albedo, sitä vähemmän se heijastaa säteilyä, täten korkea-albedoiset jäävuoret kestävät enemmän säteilyä. Joissakin tilanteissa vain jäävuorten pinta sulaa hieman, joka huuhtoo pois pinnassa olevat hienoaineet. Hienoaines päätyy esimerkiksi railoihin, jäätikkökaivoihin tai jäätikön laidan yli. Aallot ja virtaukset voivat myös vapauttaa materiaalia jäätikön vesirajasta (Drewry 1986b).

GLASILAKUSTRINEN YMPÄRISTÖ

Glasilakustrisissa ympäristöissä on useita erityyppisiä järviä, kuten sub- ja supraglasiaalisia järviä, jäätikön reunan kontaktissa ja reunavyöhykkeellä olevia jääjärviä sekä jään reunaan nähden distaalisia jääjärviä. Distaalisessa asemassa olevat jääjärvet eroavat merkittävästi muista jääjärvityypeistä, sillä ne ovat jäätikön suoran vaikutuksen ulkopuolella. Täten glasilakustriset ympäristöt voidaan jakaa jäätikön reunan aseman suhteen proksimaalisiin ja distaalsiin ympäristöihin. Jääkontaktijärvet ovat kompleksisia sedimentaatioympäristöjä, joissa suuria muutoksia voi tapahtua nopeasti esimerkiksi jäävuorten lohkeamisen tai erilaisten virtausten seurauksena. Jäävuoria nähdäänkin usein jääkontaktijärvissä. Ne voivat tuoda sedimenttiä järviin sulamalla tai rikkoutumalla niihin. Ne voivat myös sekoittaa pohjasedimenttejä, jos ne osuvat ja hankaavat järven pohjaa. Jääkontaktijärvet muuttuvat distaalsiksi jääjärviksi, jos jäätikön reuna vetäytyy tarpeeksi kauas. Altaan pohjaa pitkin kulkeutuvat traktiovirtaukset (underflows) ja erityyppiset massaliikunnot hallitsevat proksimaalisia ympäristöjä. Jään reunan kontaktissa olevien jääjärvien, kuten myös jään reunaan nähden distaalseen asemaan muodostuneiden jääjärvien merkittävimmät sedimenttikasautumat ovat jääjärvien reunaosiin muodostuvat glasifluviaaliset deltat ja keilat (Miller 1996).

Järvien saama vesimäärä vaihtelee vuodenajasta riippuen. Järvet voidaan jakaa myös stratifikaation eli veden vyöhykkeisyyden perusteella. Järvissä olevan vesipatjan stratifikaation perusteella eroteltavia järviyyppejä ovat muiden muassa amiktiset, monomiktiset, dimiktiset ja polymiktiset järvet (Miller 1996).

Amiktisia järviä löydetään lähes yksinomaan Etelämantereelta, Grönlannista ja Kanadan pohjoisilta saarilta. Ne ovat aina jään peitossa. Normaalitylanteessa järvioltaan vesi on stabiilissa tilassa, ainoastaan tuulen aiheuttama jääkannen resonointi luo pieniä häiriötä altaassa olevaan veteen (miktinen = sekoittuva, amiktinen = ei-sekoittuva). Etelämantereella oleva hypersaliininen (suolapitoisuus yli 3,5 %) Vanda-järvi on erityinen amiktinen järvi. Geotermiset prosessit lämmittävät sen pohjaosat jopa 25 celsiusasteen lämpöisiksi. Järveä peittää yli viiden metrin paksuinen jääkerros. Järvessä on siis käänteinen terminen stratifikaatio (Miller 1996).

Jää peittää monomiktisia järviä suurimman osan vuodesta, mutta kesällä se sulaa 2–3 kuukauden ajaksi. Näiden kuukausien aikana järven pintalämpötila voi nousta kymmeneen celsiusasteeseen (normaalitilanteessa $\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$). Tällöin järvien vesi pääsee sekoittumaan. Jään sulamisajat eivät ole joka vuosi samanlaiset; järvi voi yhden kesän aikana sulaa ja jäättyä enemmän kuin kerran. Täten jotkin järvet voivat olla joinakin vuosina monomiktisia, kun taas toisina dimiktisiä tai jopa polymiktisiä.

Suurin osa järvistä on dimiktisiä. Niiden vesi sekoittuu kaksi kertaa vuodessa - keväällä ja syksyllä. Polymiktisiä järviä tavataan joissain jäätiköitymisympäristöissä, joissa lämpeneminen, veden vaihtuvuus ja eoliset prosessit aiheuttavat vesien jatkuvan sekoittumisen. Tällaisissa tilanteissa normaalia stratifikaatiota ei pääse tapahtumaan (Drewry 1986a).

JÄÄKONTAKTI- JA JÄÄDISTAALIJÄRVET

Jään kontaktissa olevia järviä ovat subglasiaaliset, supraglasiaaliset, englasiaaliset ja periglasiaaliset järvet. Subglasiaalia järviä voi muodostua jäätikön takia tai jo olemassa oleva järvi voi jäädä liikkuvan jäätikön alle. Sedimentti saapuu jääkontaktijärviin useaa spatiaalisesti ja temporaalisesti eriävää reittiä pitkin. Täten yksittäisessä sedimenttikerrostumassa voi olla materiaalia useasta eri lähteestä. Jääkontaktijärvien sedimenttikerrostumat ovat usein kompleksisia ja ne ovat alttiita nopeille muutoksille (Fitzsimons & Howarth 2018).

Eräs jäätikköjärvien prosessien tärkeimmistä tekijöistä on veden tiheys. Puhdas vesi on tiheimmillään $3,98\text{ celsiusasteessa}$, jolloin sen tiheys on 1000 kg m^{-3} . Muutokset veden tiheydessä lämpötilan mukaan ovat suhteellisen pieniä, mutta niiden seuraamukset voivat olla suuret. Muun muassa suolat voivat nostaa veden tiheyttä, mutta nämä muutokset ovat usein vähäisiä. Myös hydrostaattinen paine ja kaasujen läsnäolo voivat aiheuttaa pieniä muutoksia tiheydessä. Vedessä suspensiossa olevat sedimentit taas ovat tärkeämpi tekijä veden tilavuuspainon kannalta. Jäätikköjärvien terminen tila vaikuttaa järvioltaan

jokaiseen ominaisuuteen, kuten sedimenttien kulkeutumiseen järvioltaassa. Termiseen tilaan vaikuttaa eniten Auringon säteily. Säteilyn määrässä ja intensiteetissä voi olla suuria eroja vuodenaikasta riippuen. Toisaalta niillä alueilla, joilla jäätikköjärvviä sijaitsee, on usein vain kaksi vuodenaikaa: kesä ja talvi. Lämpötila määrää useiden järvien termisen stratifikaation. Järvioltaan vesipatjan termiset vertikaaliset vyöhykkeet ovat pinnan päällysvesi eli epilimnion, sen alapuolella oleva metalimnion, joka sijaitsee päällysveden ja pohjaosissa olevan alusveden eli hypolimnionin välissä. Hypolimnion-vyöhykkeessä vesi on kylmää ja liikkumatonta. Päällysvedessä oleva vesi on turbulenttista vettä. Metalimnionin alueella tapahtuu jyrkkä lämpötilan muutos. Tätä kohtaa, jossa lämpötilan muutos suurimmaksi osin tapahtuu, kutsutaan termokliiniksi (Drewry 1986a).

Subglasiaaliset järvet ovat jäätikön pohjan ja sen alla olevan maa- ja kallioperän väliin muodostuvia tai sinne jääviä järviä. Niissä on usein monia yhteennivoutuvia uomia. On myös tyypillistä, että alueelle syntyy useampi pienempi järvi, jotka mahdollisesti yhdistyvät ajan saatossa. Supraglasiaaliset lammet voivat aikanaan muuttua proglasiaalisiksi järviksi (Fitzsimons ja Howarth 2018).

Distaaliset jääjärvet eivät ole suorassa kontaktissa jäätikön kanssa, eivätkä jäätikön suoran vaikutuksen alaisina. Jään kontaktissa olevat järvet muuttuvat distaalisiksi jääjärviksi, jos jäätikön reuna loittonee niistä tarpeeksi kauas. Jäätikkö kuitenkin vaikuttaa distaaliin jääjärviin epäsuorasti, esimerkiksi jäätikön sulavedet yleensä laskevat niihin. Distaalisissa jääjärvissä ei kuitenkaan tapahdu samankaltaisia nopeita sedimentin saannin ja sekoittumisen häiriöitä, kuin jään kontaktissa olevissa järvissä (Fitzsimons & Howarth 2018).

Sedimentaatio

Jäätikköjärvet saavat lähes kaiken sedimenttinsä läheisestä jäätiköstä. Suurin osa sedimentistä kulkeutuu sulavesien mukana. Pienempiä sedimentin lähteitä ovat esimerkiksi eolinen materiaali, pohjaveden tuoma liennut aines etenkin kalkkikivialueilta ja vulkanismin aiheuttamat laskeumat. Glasifluviaalinen ympäristö on hyvin altis muutokselle, joten virtausvaihtelut glasilakustrisiin altaisiin voidaan jakaa päivittäisiin, vuodenaikojen sisällä tapahtuviin, vuodenaikaisvaihteluita seuraaviin,

vuosittaisiin ja poikkeustellisten olosuhteiden vallitessa tapahtuviin virtausvaihteluihin. Sulava lumi, virtausviiveet ja muut hydrologiset ja ilmastolliset parametrit vaikuttavat virtausvaihteluihin. Jäätiköistä vapautuva sedimenttimäärä vaihtelee suuresti sekä vuosi-, vuodenaikais- ja pitkäaikaistasoilla. Suurin osa sedimentin kuljetuksesta tapahtuu kesäisin jäätiköiden sulaessa, kun taas talvisin kulkeutuvan sedimentin määrä voi olla lähes olematon (Drewry 1986a).

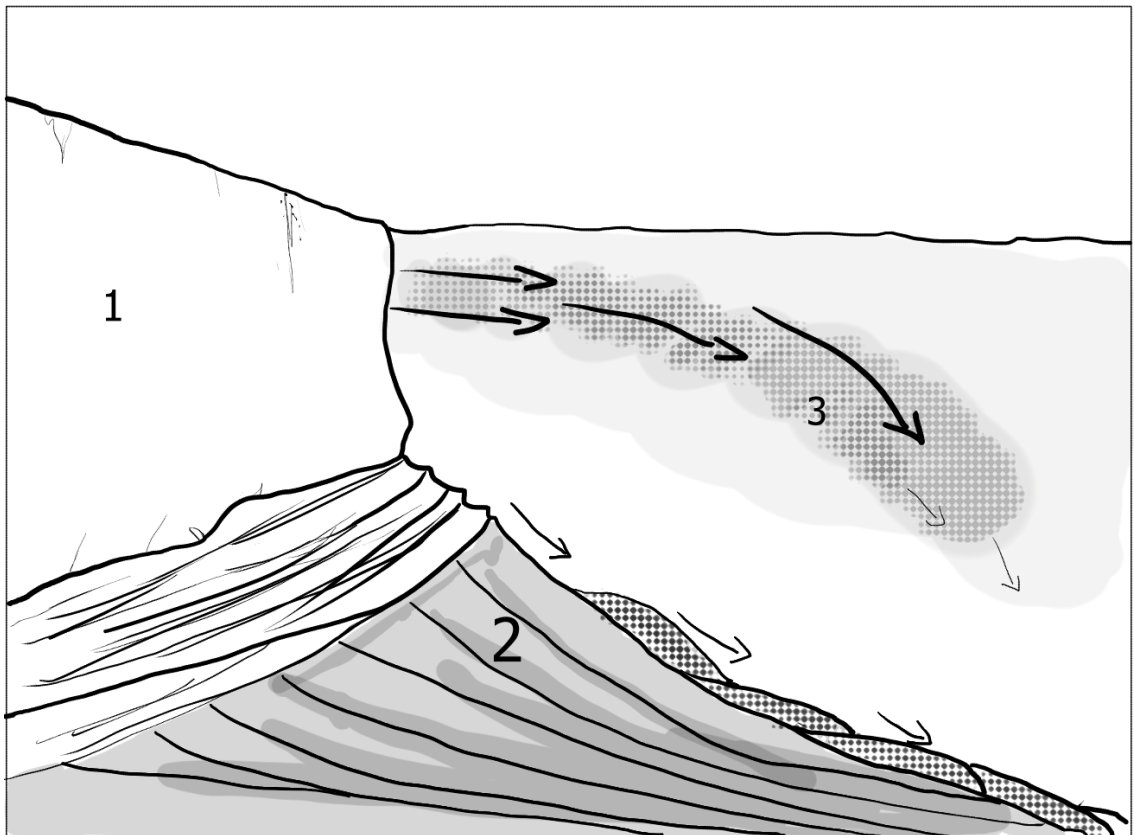
GLASIFLUVIAALISET SUBAKVAATTISET KEILAT

Subakvaattisia keiloja ovat pääasiassa subakvaattiset glasifluvიაალiset keilat, jotka ovat kerrostuneet jäätikön kontaktiin (jääkontaktikeilat) (Kuva 2). Subakvaattisia glasifluvიაალisia keiloja voi syntyä myös distaaliseen glasilakustriseen ympäristöön, johon laskee jäätikön reunalta ekstramarginaalinen joki, joka tuo fluviaalista sedimenttiä glasilakustriseen altaaseen. Subakvaattisiin jääkontaktikeiloihin kerrostunut sedimentti on peräisin suoraan en- ja subglasiaalisten tunneleiden ja uomien kuljettamasta sedimentistä. Vesi poistuu en- ja subglasiaalisista tunneleista usein suurella paineella ja nämä glasifluvიაალiset virtaukset sisältävät runsaasti sedimenttiä, joka kasautuu tunneleiden suille särkiksi ja keilaloobeiksi (fan lobes). Loobien päällä on vaimeampien virtausten tuomaa hiekkaista materiaalia. Ylikriittisten (supercritical) virtausten aiheuttamat kerrostumat ovat tyypillisiä soraisissa ja hiekkaisissa subakvaattisissa jääkontaktikeiloissa, ja niitä voidaan pitää karakteristisina fasieksina näille proksimaalielementeille (Lang et al. 2020).

Soraiset keilat ovat tyypillisesti kiilan muotoisia, molemmiin puolin loivan kaateen (proksimaalipuolella noin 3–5° kulman) omaavia muodostumia. Erittäin proksimaalisten sorakeilojen pinnoilla esiintyy kourumaisia muotoja. Kourumaiset muodot syntyvät todennäköisesti virtauksen alkuvaiheissa ja voivat liittyä rinteiden romahtamisiin (slope failure) tunneleiden suilla olevien särkkien tuntumassa (Lang et al. 2020 painossa).

Hiekkarikkaat keilat muodostuvat yleensä soraisten keilojen päälle ja varsinkin niiden distaalipuolelle. Hiekkayksiköt voivat olla loivia, alle 15° kaateen omaavia kerrostumia,

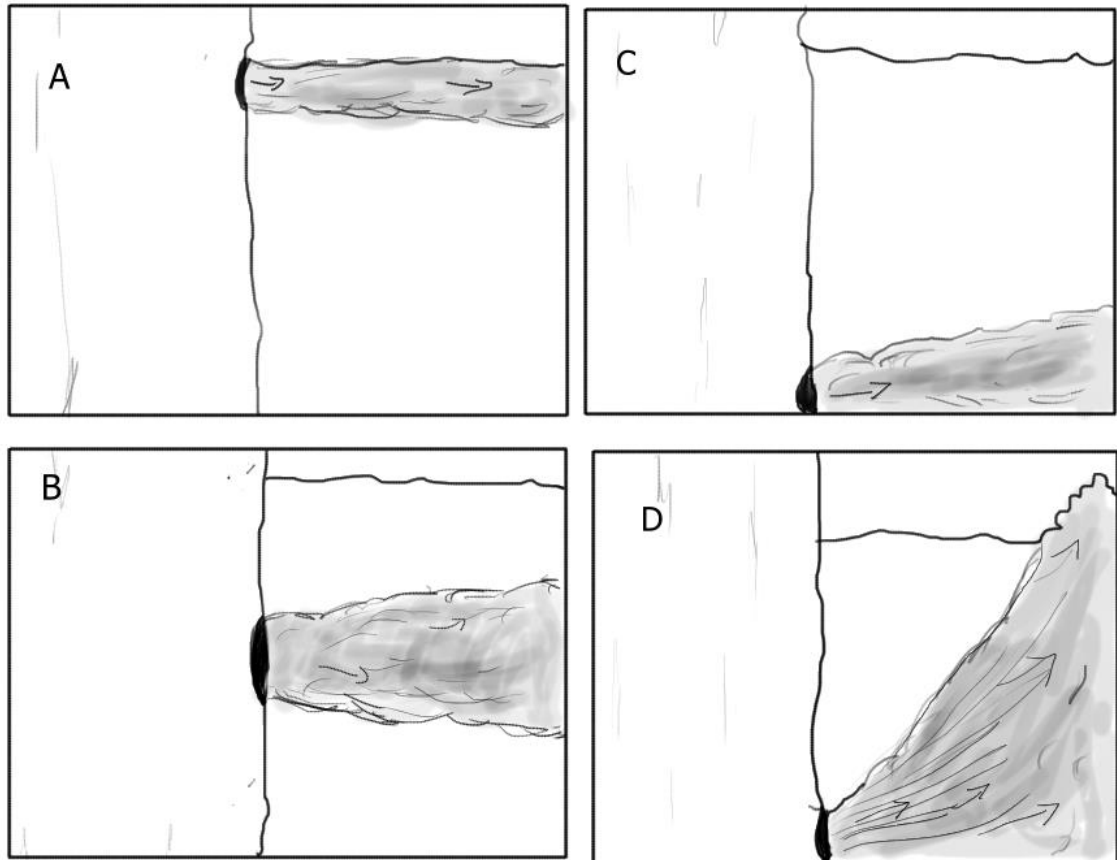
mikäli altaan topografia on tasainen, mutta yleensä kerrosten kaade on suurempi. Alueen topografia ja tunneleiden suulla olevien särkkien ja keilaloobien gradientti vaikuttaa kaateen kaltevuuteen. Keilojen rakenne voi olla päällekkäin kasautuneita loobielementtejä, joiden sisäinen arkkitehtuuri on toistuva. Proksimaalipuolen sedimenteissä esiintyy usein ylemmän virtausvyöhykkeen rakenteita, kuten antidyynejä ja diagonaalisia hiekkayksiköitä keilan foreset-kerrostumissa, jotka ovat gravitaativirtausten tuottamia (esim. Lang et al. 2020).



Kuva 2. Jään kontaktissa oleva keila. 1) jäätikkö, 2) foreset-kerrostumia, 3) jäätiköstä purkautuvaa materiaalia ja suspensiolaskeumaa. Kuva: Leo Juntunen Lønneen (1995) mukaan.

Glasifluvიაალiset subakvaattiset keilat ovat yleisiä myös syvän veden glasimariinisissa sarjoissa. Sarjat koostuvat laattamaisista sedimenttikerrostumista, jotka edustavat depositionaalisia loobeja, jotka taas edustavat uomien täytteitä (Lang et al. 2020). Glasifluvიაალisia subakvaattisia keiloja löydetään kaikilta jäätiköityneiltä alueilta, kuten Euraasiasta ja Pohjois-Amerikasta. Esimerkiksi Salpausselkävyöhykkeellä Suomessa ja Quebecissä Kanadassa on runsaasti viimeisen jääkauden loppuvaiheessa syntyneitä

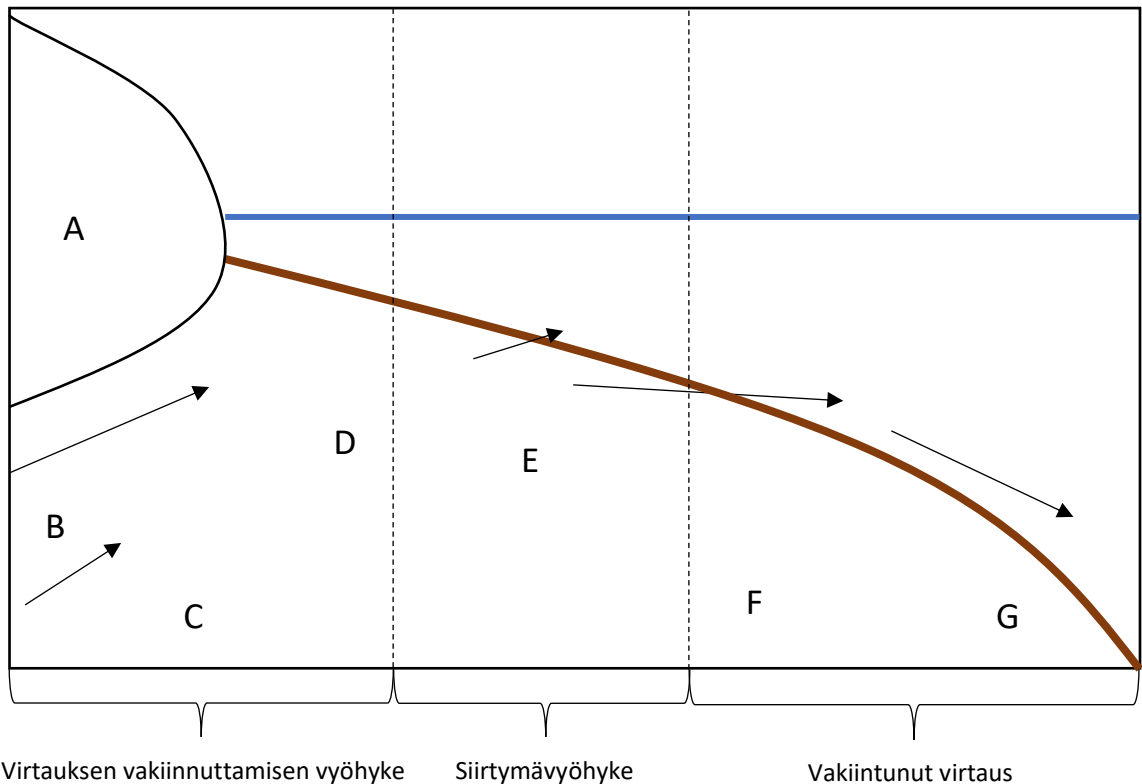
glasifluvialaisia subakvaattisia keiloja. Ensimmäiset Kanadasta löydetty keilat sijaitsivat nykyisen Ottawan alueella, ja ovat kerrostuneet viime jääkauden sulamisvaiheessa alueella sijainneeseen Champlainin mereen. Alueen keilojen arvellaan syntyneen erityyppisten jäätikön ulosvirtausten (jet efflux) avulla (ks. Kuva 3) (Russell ja Arnott 2003).



Kuva 3. Russellin ja Arnott'n (2003) kuvaamat neljä ulosvirtausmallia. A) tasovirtaus, B) aksisymmetrinen virtaus, C) taso-seinämävirtaus ja D) taso-seinämävirtaus ja hydraulinen hyppy (hydraulic jump). Kuva: Leo Juntunen

Keilojen synty selittyy hyvin ulosvirtausmallin avulla, riippuen mistä kohdin jäätikköä virtaus tapahtuu. Mahdollisia ulosvirtauksia ovat aksisymmetrinen virtaus, tasovirtaus (plane jet) ja taso-seinämävirtaus (plane-wall jet). Tasovirtaus yhdistetään tyypillisesti deltojen muodostamiseen, kun taas taso-seinämävirtaus on katsottu sopivan paremmin subakvaattisten keilojen muodostamiseen. Taso-seinämävirtaukset muodostavat huomattavasti leveämpiä, puolipyörän tai leveän kolmion muotoisia kerrostumia verrattuna tasovirtaukseen. Ulosvirtausten kehitys jaetaan usein kolmeen osaan: 1)

virtauksen vakiinnuttamisen alue (zone of flow establishment), 2) siirtymävaihe (transition zone) ja 3) vakiintunut virtaus (zone of established flow) (Kuva 4). Näitä termejä käytetään tyypillisesti vain tasovirtauksille. Kehitysmalli voidaan myös yksinkertaistaa jakamalla se proksimaaliseen ja distaaliin alueeseen (Russell ja Arnott 2003).



Kuva 4. A) jäätikkö, B) subglasiaalinen sulavesivirtaus, C) huonosti lajittunut sora, D) planaaristratifioitunut sora, E) lajittunut hiekka, foreset-kerrostumat, F) ristikerroksellinen hiekka, G) ristilaminoitunut hiekka. Kuva: Leo Juntunen Russellin ja Arnott'n (2003) mukaan.

Kompleksit, joihin deltoja ja keiloja muodostuu, ovat usein suhteellisen suuria. Esimerkiksi Hornungin et al. (2007) tutkimuksessa tarkasteltiin 15 km×10 km-kokoista kompleksia (Hornung et al. 2007). Glasilakustriset sedimentaatioalueet ovat kompleksisia alueita, joihin vaikuttaa moni tekijä, kuten sedimentin saanti, jäätikön dynamiikat ja vedenpinnan korkeuden vaihtelut sekä kerrostumisaltaan vyöhykkeisyys (Drewry 1986a).

Winsemannin et al. (2009) tutkimuksessa eroteltiin luoteis-Saksassa sijaitsevasta pleistoseenin aikaisesta keila-delta kompleksista 14 fasiestyyppiä, kuten diamiktoni,

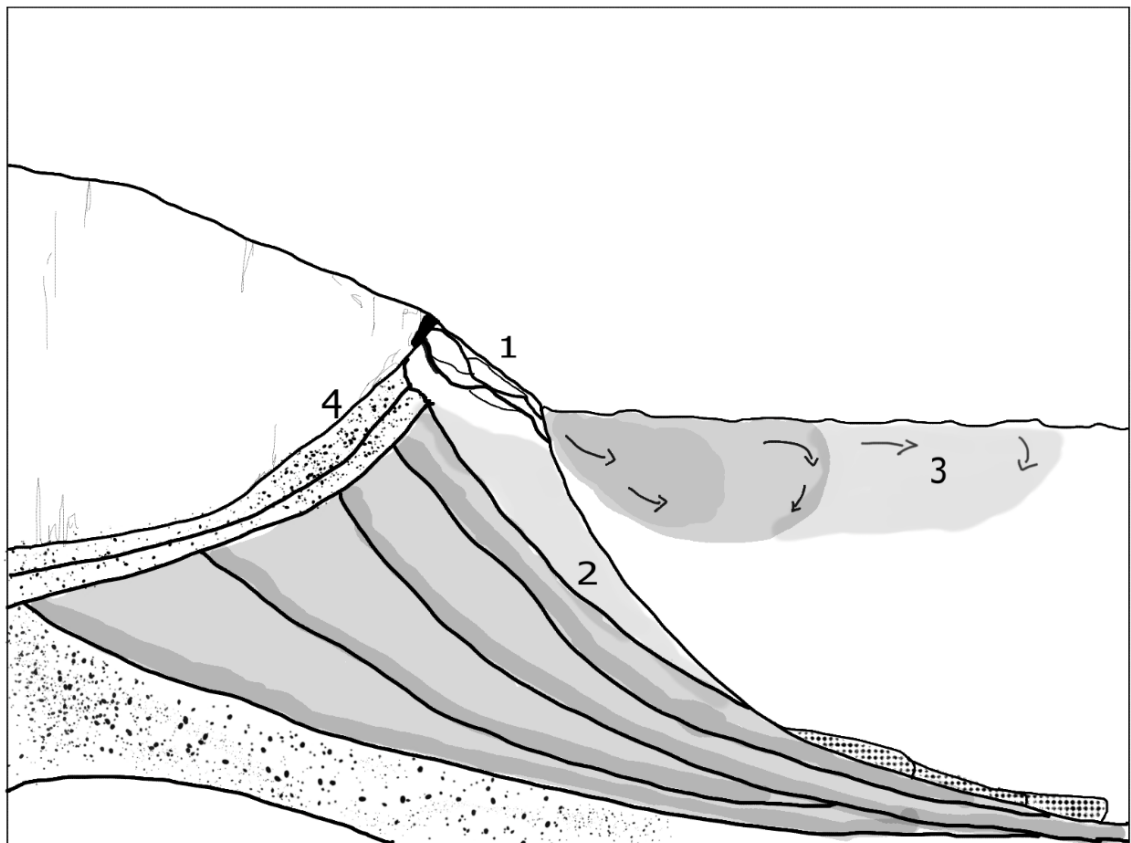
heikosti lajittunut sora ja erilaiset hiekat. Ne ovat syntyneet esimerkiksi valumamoreenista, debriksen valumisesta, turbulenttisesta valumisesta ynnä muista (Winsemann et al. 2009). Russellin ja Arnott'n (2003) tutkimuksessa taas tarkasteltiin kahdeksaa fasiesta ja viittä fasiesassosiaatiota. Subakvaattiset keilat muodostuvat subglasiaalisesti kulkeutuvasta glasifluviaalisesta debriksestä. Keiloissa on muun muassa pieniä aallonmerkkikerroksellisia yksiköitä ja dyyniristikerrostumia. Deglasiaation aikana keilat voivat nousta veden pinnan korkeudelle, jolloin ne muuttuvat deltoiksi. Keilat muuttuvat ajan kanssa distaalisiksi keiloiksi, kunnes jäätikön vaikutus päättyy lopullisesti sen vetäytyessä. Tällöin hienoaines peittää keilat ja ne muuttuvat huomaamattomaksi osaksi pohjasedimenttiä (Ashley 1995). Russellin ja Arnott'n (2003) tutkimat keilat muodostuvat pääosin hiekasta ja sorasta, jonka päälle on kasautunut massiivista silttiä. Niissä ei esiintynyt diamiktonia, joka on tyypillistä keilojen proksimaaliosissa. Siirryttäessä proksimaalisesta alueesta distaalin suuntaan raekoko pienenee nopeasti, muuttuen sorasta aina hienompaan hiekkaan ja silttiin (Russell ja Arnott 2003).

Merkittävä ero glasilakurstisten ja glasmariinisten ympäristöjen välillä on makean ja suolaisen veden tiheysero. Tämä vaikuttaa tiheyskontrastiin sedimenttirikkaiden virtausten ja ympäröivän veden välillä eli sedimenttien kerrostumismekaniikkaan (Lang et al. 2020).

GLASIFLUVIAALISET DELTAT

Glasifluviaaliset deltat ovat tyypillisesti glasifluviaalisista subakvaattisista keiloista kehittyviä laajan topset-kerrostuman omaavia deltasysteemejä. Keilasta deltaksi muuntautuminen tapahtuu sedimentaation jatkuessa tarpeeksi pitkään sekä jäätikön vetäytymisen avulla, jolloin sedimenttiä alkaa kerrostua myös vedenpinnan yläpuolelle eli topset-kerrostuma alkaa muotoutua. Topset-kerrostuma on yleensä palmikkojokisysteemi (Ashley 1995; Benn ja Evans 1998). Jäätikön reunan vetäytyessä aina kauemmaksi deltan vesirajasta topset-kerrostumaan muodostuu monimutkaisempi palmikkojokisysteemi ja jäätikön välitön vaikutus deltaan vähenee (Kuvat 5 ja 6) (Lønne 1995). Esimerkiksi Lønne (1995) ja Lang et al. (2020) erottavat jään kontaktissa olevat

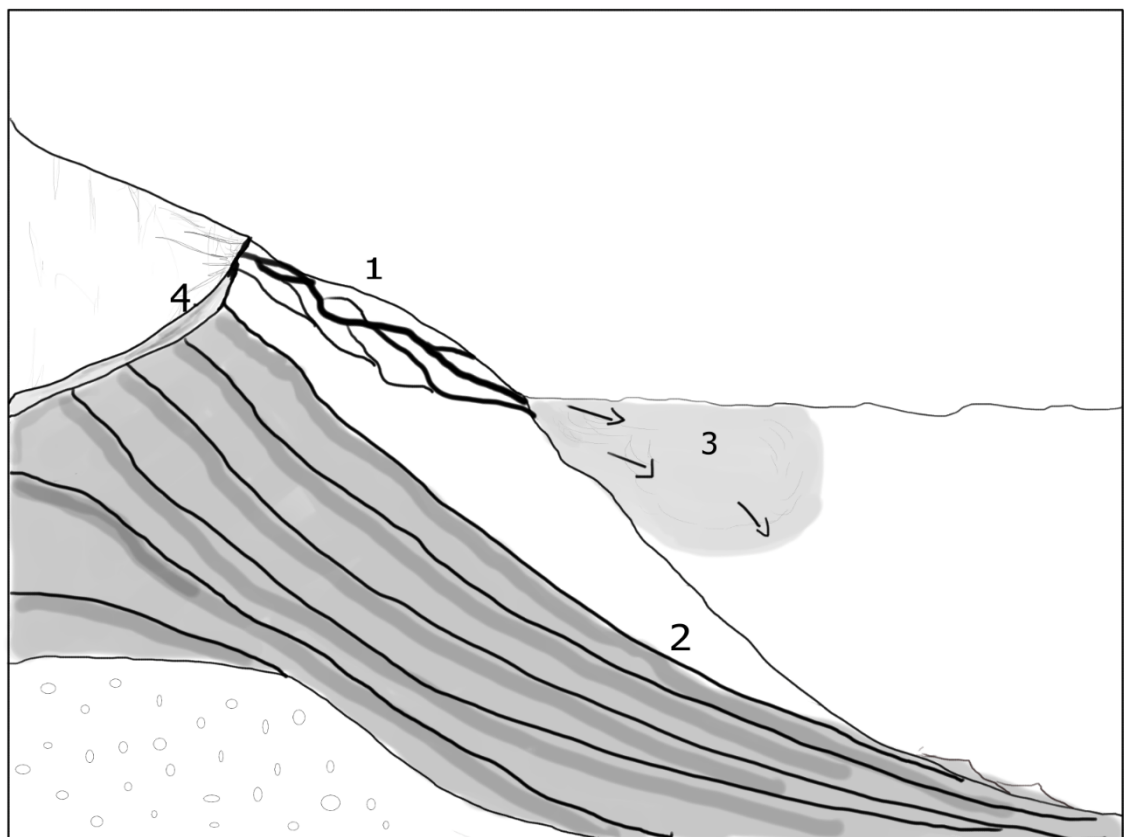
deltat (ice-contact delta, Kuva 5) kehittyneistä glasifluviaalisista deltoista (Kuva 6) niiden topset-kerrostumien palmikkojokisysteemien laajuuden ja jäätikön välittömän vaikutuksen perusteella: jäätikkö vaikuttaa välittömästi jään kontaktissa oleviin deltoihin, mutta pitkälle kehittyneissä glasifluviaalisissa deltoissa jäätikön välitön vaikutus itse deltasysteemiin kokonaisuutena on pienentynyt. Esimerkiksi glasiotektonisen deformaation vaikutus on nuoremmissa jään kontaktissa olevissa deltoissa hyvin suuri verrattuna laajoihin, kehittyneisiin glasifluviaalisiin deltoihin, joissa se vaikuttaa vain osaan topset-kerrostumaa (vrt. Kuvat 5 ja 6). Jäätikön vaikutus siis muuttuu palmikkojokisysteemin kasvaessa välillisemmäksi. Jäätikön reunan olosuhteet ja muutokset vaikuttavat välittömästi deltan topset-kerrostuman proksimaaliosiin, mutta eivät välittömästi muihin deltan osiin (Lønne 1995; Lang et al. 2020).



Kuva 5. Jään kontaktissa oleva delta Lønne (1995) mukaan. 1) heikosti kehittynyt topset-palmikkojokisysteemi, 2) foreset-kerrostumat, 3) suspensiolaskeumaa, 4) glasiotektonista deformaatiota. Kuva: Leo Juntunen.

Glasifluviaaliset deltat syntyvät fluviaalisesti sekä sub- ja englasiaalisesti kulkeutuvan debriksen avulla jään reunavyöhykkeelle. Sub- ja englasiaaliset sulavesivirtaukset

purkautuvat jäätiköstä usein suurella paineella (ks. Kuva 3). Fluviaalista kerrostumista tapahtuu topset-kerrostumissa (Benn ja Evans 1998). Myös esimerkiksi massaliikunnot, traktiovirtaukset ja suspensiossa oleva materiaali tuovat sedimenttiä deltoihin. Deltojen on mahdollista muodostua sekä aktiivisen että passiivisen jäätikön reunalle (Ashley 1995). Jäätikön sulavesivirtaukset voivat olla peräisin yhdestä tai useammasta pisteestä jäätikön reunalla. Virtauksen ominaisuudet voivat aikanaan muuttua jäätikön liikkeen takia (Lønne 1995). Yleinen alkutilanne glasifluviaalisille deltoille on glasifluviaalinen subakvaattinen keila tai muu subakvaattinen kerrostumissysteemi (Benn ja Evans 1998).



Kuva 6. Glasifluviaalinen delta Lønne (1995) mukaan. 1) kehittynyt topset-kerrostuman palmikkojokisysteemi, 2) foreset-kerrostumat, 3) suspensiolaskeumaa, 4) vähäistä glasiotektonista deformaatiota. Kuva: Leo Juntunen.

Glasifluviaalisia keiloja on erityyppisiä, esimerkiksi matalaan veteen kerrostuvat Hjulström-deltat, joissa foreset-kerrostumien kaateet ovat loivat sekä syvemmille vesialueille tyypilliset Gilbert-deltat (Benn ja Evans 1998). Glasifluviaaliset deltat koostuvat keilojen tavoin subakvaattisista bottom- ja foreset-kerrostumista, mutta ero glasifluviaalisten deltojen ja keilojen välillä on deltoissa havaittava vedenpinnan

yläpuolella oleva topset-kerrostuma. Soraisten Gilbert-tyyppisten deltojen foreset-kerrostumien kaateet ovat usein suhteellisen jyrkkiä, 20° - 33° , kun taas hienorakeisempien deltojen foreset-kerrostumien kaateet ovat yleensä loivemmat. Jyrkän foreset-rinteen omaavissa deltoissa foreset- ja bottomset-kerrostumat ovat helposti erotettavissa, kun taas deltoissa, joissa rinne on loiva, erottelu on haastavampi tehdä (Ashley 1995).

Sedimenttiaineksen virratessa deltaan suspensiossa oleva hienorakeinen materiaali kulkeutuu kauemmas jäätikön reunasta, kuin karkeampi aines. Tämä hienoaines kerrostuu deltan muodostumisvaiheessa bottomset-kerrostumiksi. Karkeammat materiaalit, kuten eri lajittuneisuusasteiset sorat ja hiekat, muodostavat foreset-kerrostumia. Topset-kerrostumat koostuvat tyypillisesti uoma- ja särkkäelementeistä. Suspensiossa olevaa hienoainesta kulkeutuu deltaan myös sen muodostumisvaiheen jälkeen, jolloin se laskeutuu deltan kaikkien subakvaattisten osien päälle (Benn ja Evans 1998, Lang et al. 2020, Lønne 1995).

YHTEENVETO

Jäätiköitymisympäristöjä tutkiessa on kyseessä olevan jäätikkösystemin hydrologian tuntemus hyvin tärkeää. Esimerkiksi sulavedet ovat kaikissa jäätiköitymisympäristöissä erityisen merkittäviä sedimentin kuljetuksen ja eroosion kannalta.

Jäätiköt kasvavat vuosittaisesta sadannasta muodostuvan lumen ja jään avulla sadannan ollessa suurempaa, kuin sulamisen. Jäätiköt voidaan jakaa erilaisiin virtausalueisiin sekä akkumulaatio- ja ablaatioalueisiin. Akkumulaatioprosessit kasvattavat jäätikköä, kun taas ablaatioprosessit pienentävät sitä (Paterson 1994). Vettä purkautuu jäätiköistä esimerkiksi en- ja subglasiaalisesta ympäristöstä. Lämpötila ja muut jäätikön ominaisuudet vaikuttavat purkautuvan veden määrään (Menzies 1995).

Subglasiaalisessa ympäristössä muodostuu moreeneja, kuten lodgement-moreeneja. Osa jäässä ja jään alla olevasta kiviainesmateriaalista eli debriksestä puristuu jäätikön alla oleviin subglasiaalisiin sulavesitunneleihin. Subglasiaalinen ympäristö on läheisessä

kontaktissa en- ja supraglasiaalisiin ympäristöihin. Näiden kolmen ympäristön välillä tapahtuu sedimentin kiertoa. Esimerkiksi supraglasiaalisesta altaasta peräisin oleva sulavesi voi jäätikkömyllyjen kautta joutua englasiaaliseen ympäristöön ja englasiaalisia tunneleita pitkin taas subglasiaaliseen ympäristöön. Subglasiaalisesta ympäristöstä sedimentti voi taas nousta supraglasiaaliseen ympäristöön jäätikön reunan alueelta, jossa sedimentit kulkevat jäätikköä ylöspäin. En- ja supraglasiaalisissa ympäristöissä kappaleiden välinen vuorovaikutus on vähäistä. Suuri osa glasifluviaalisiin subakvaattisiin keiloihin ja glasifluviaalisiin deltoihin päätyvästä materiaalista on peräisin subglasiaalisista sulavesitunneleista, joiden kautta sedimentti purkautuu jäätikön reunalta kerrostuen järveen tai mereen (Bennett ja Glasser 1996, Benn ja Evans 1998). Kerrostumisaltaan veden vyöhykkeisyys vaikuttaa sedimentin leviämiseen sedimentaatioaltaassa (Drewry 1986a).

Glasimariininen ympäristö jaetaan erilaisiin alueisiin. Näistä glasifluviaalisten subakvaattisten keilojen ja glasifluviaalisten deltojen kannalta merkittävät alueet ovat muun muassa grounding-line-vyöhyke ja subglasiaalinen vyöhyke (Miller 1996). Glasimariiniset subakvaattiset keilat ja deltat voivat antaa tietoa tutkimusalueen paleoilmastosta ja -maantieteestä sekä merenpinnan korkeuden historiasta (Lønne 1995). Glasimariinisissa sekä glasilakustrisissa proksimaalisissa ympäristöissä nopeat esimerkiksi jäätikön lohkeamisen aiheuttamat muutokset sedimentaatioissa ovat mahdollisia. Sekä glasimariinisen että glasilakustrisen ympäristön merkittävimmät jään reunan kontaktin ja jään reunaan nähden distaalisen ympäristön muodostumat ovat glasifluviaaliset keilat ja deltat (Miller 1996).

Glasifluviaalisia keiloja ja deltoja löydetään kaikilta jäätiköityneiltä alueilta, kuten Suomen Salpausselkävyöhykkeeltä. Glasifluviaalisten subakvaattisten keilojen sedimentti on peräisin suurilta osin en- ja subglasiaalisista sulavesivirtauksista. Virtausten purkautuessa jäätiköstä muodostuu jäätikön reunan alueelle särkkiä (Ashley 1995; Lang et al. 2020). Esimerkiksi Russell ja Arnott (2003) ovat esittäneet useita malleja jäätikön ulosvirtauksille. Virtauksissa oleva hienoaaines kulkeutuu suspensiossa kauas jäätikön reunasta ja muodostaa aikanaan keilojen ja deltojen bottomset-kerrostumia. Foreset-kerrostumat koostuvat tyypillisesti karkeammasta materiaalista, kuten sorasta ja hiekasta.

Syviin altaisiin kerrostuvissa keiloissa foreset-kerrostuma omaa usein jyrkän kaateen, joka helpottaa foreset- ja bottomset-kerrostumien tunnistamista. Soraiset muodostumat ovat tyypillisesti Gilbert-tyyppisiä, kun taas hiekkaiset ja loivan foreset-kaateen omaavat muodostumat ovat usein Hjulström-tyyppisiä (Benn ja Evans 1998; Lønne 1995). Glasifluviaalinen keila muuttuu deltaksi, kun vedenpinnan yläpuolelle muodostuu topset-kerrostuma. Muutokseen vaaditaan esimerkiksi tarpeeksi pitkä ja jatkuva sedimentin syöttö (Benn ja Evans 1998; Ashley 1995). Topset-kerrostuma voi olla esimerkiksi palmikkojokisysteemi, joka aikanaan voi kasvaa erittäin laajaksi. Tällöin jäätikön välitön vaikutus deltasysteemiin vähenee (Lønne 1995).

Tutkimustietoa sedimentin tarvittavasta määrästä sekä ajasta subakvaattisen keilan ja deltan muodostamiseen löytyy niukasti. Erästä Norjan jään kontaktissa olevaa deltaa tutkittiin sen alkuhetkistä lähtien vuonna 1967 yhtäjaksoisesti 36 vuoden ajan. Tällöin tarkasteltiin esimerkiksi vuotuisen sedimentin saannin määriä, jäätikön virtausten voimakkuutta sekä raekokojakaumaa. Tutkimuksessa havaittiin vuosilustoihin verrattavissa olevia kerrostumia (Østrem et al. 2005).

LÄHDELUETTELO

- Ashley, G. M. (1995). Glaciolacustrine Environments. Teoksessa: Menzies, J. Modern Glacial Environments – Processes, Dynamics and Sediments. Butterworth-Heinemann. s. 417–444.
- Benn, D. I. ja Evans, D. J. A. (1998). Supraglacial and Englacial Environments. Teoksessa: Benn, D. I. ja Evans, D. J. A. Glaciers & Glaciation. Arnold, London. s. 211–240.
- Drewry, D. (1986a). Glaci-lacustrine processes and sedimentation. Teoksessa: Drewry, D. Glacial Geologic Processes. Edward Arnold, London. s. 167–184.
- Drewry, D. (1986b). Glaci-marine processes and sedimentation: icebergs and sea ice. Teoksessa: Drewry, D. Glacial Geologic Processes. Edward Arnold, London. s. 217–237.
- Fitzsimons, S. & Howarth, J. (2018). Glaciolacustrine processes. Teoksessa: Menzies, J. & van der Meer, J. J. M. Past Glacial Environments. Elsevier. s. 309–334.
- Haavisto-Hyvärinen, M. ja Kutvonen, H. (2007). Maaperäkartan käyttöopas. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. 61 s.
- Hornung, J. J., Asprion, U. ja Winsemann, J. (2007). Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. Sedimentary Geology 193, s. 167–192.
- Kejonen, A. (2005). Periglasiaaliset ilmiöt. Teoksessa: Johansson, P. & Kujansuu, R. Pohjois-Suomen maaperä. Geologian Tutkimuskeskus, Espoo. s. 157–162.
- Lang, J., Heron, D. P. le, Berg, J. H. van den ja Winsemann, J. (2020). Bedforms and sedimentary structures related to supercritical flows in glacial settings. Sedimentology. Painossa.
- Lønne, I. (1995). Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. Sedimentary Geology 98, s. 13–43.
- Menzies, J. (1995). Hydrology of Glaciers. Teoksessa: Modern Glacial Environments – Processes, Dynamics and Sediments. Butterworth-Heinemann. s. 197–240.
- Menzies, J. & Shilts, W. W. (1996). Subglacial environments. Teoksessa: Menzies, J. Past Glacial Environments – Sediments, Forms and Techniques – Volume 2. Butterworth-Heinemann. s. 15–136.
- Miller, J. M. G. (1996) Glacial Environments. Teoksessa: Reading, H. G. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. s. 454–484

- Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers*. Third Edition. Elsevier Science Ltd. Pergamon. Redwood Books, Trowbridge. 480 s.
- Péwé, T. L. (1969). *The Periglacial Environment – Past and Present*. McGill-Queen's University Press. 485 s.
- Powell, R. ja Domack, E. (1995). *Modern Glaciomarine Environments*. Teoksessa: Menzies, J. *Modern Glacial Environments – Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann. 621 s.
- Russell, H. A. J. & Arnott, R. W. C. (2003). Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glacial subaqueous fan: Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Research* vol. 73, nro. 6, s. 887–905.
- Syvitski, J. P. M., Farrow, G. E., Atkinson, R. J. A., Moore, P. G. ja Andrews, J. T. (1989). Baffin Island Fjord Macrobenthos: Bottom Communities and Environmental Significance. *Arctic* vol. 42, nro. 3, s. 232–247.
- Winsemann, J., Hornung, J. J., Meinsen, J., Asprion, U., Polom, U., Brandes, C., Bußmann, M. ja Weber, C. (2009). Anatomy of a subaqueous ice-contact fan and delta complex, Middle Pleistocene, North-west Germany. *Sedimentology* 56, s. 1041–1076.
- Zhang, X., Zhu, X., Lu, Z., Lin, C., Wang, X., Pan, R., Geng, M. ja Xue, Y. (2019). An early Eocene subaqueous fan system in the steep slope of lacustrine rift basins, Dongying Depression, Bohai Bay Basin, China: Depositional character, evolution and geomorphology. *Journal of Asian Earth Sciences* 171, s. 28–45.
- Østrem, G., Haakensen, N. ja Olsen, H. C. (2005). Sediment transport, delta growth and sedimentation in Lake Nigardsvatn, Norway. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography* 87: 1, s. 243–258.